



# HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	熱収支法及び単純な気象要素による表面融雪量の予測について
Author(s)	石川, 信敬; ISHIKAWA, Nobuyoshi; 小島, 賢治 他
Citation	低温科学. 物理篇, 44, 63-75
Issue Date	1986-03-10
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/18519">https://hdl.handle.net/2115/18519</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	44_p63-75.pdf



## 熱収支法, 及び単純な気象要素による 表面融雪量の予測について\*

石川信敬・小島賢治

(低温科学研究所)

本山秀明

(北海道大学大学院 理学研究科)

(昭和60年10月受理)

### I. ま え が き

河川流域の融雪量を知ることは、融雪洪水の予知や水資源の有効利用の面からも重要である。しかし広域の融雪量を実測することは多くの困難を伴ない<sup>1-3)</sup>、通常は気象要素を用いて算定している<sup>3-7)</sup>。計算による融雪量予測の手段としては、気温のみを用いた経験式<sup>5,7)</sup>が実用的な方法として提唱されているが、使用する場所や季節によってそれぞれ異なる。一方、河川水の流出量と流域内の融雪量を比較すると大きな時間的な遅れがある<sup>8)</sup>。今回は流域全体の融雪量を算定する前段階として、狭い実験露場で測定された熱収支量、気温および放射収支量をそれぞれ用いて表面融雪量を算定し、表面融雪量の実測値および積雪下面からの流出量と比較した。

### II. 観 測 方 法

融雪量、流出量および気象要素の観測は、北海道北部幌加内町母子里にある低温科学研究所融雪観測室の観測露場(面積約400 m<sup>2</sup>)で実施された。この露場は標高280~630 m、流域面積約11.2 km<sup>2</sup>の美深越沢川流域の南東部に位置する。観測は1985年4月中~下旬に行なわれたが、積雪深は4月18日で70 cmあり、5月2日が露場の消雪日であった。

#### 1) 表面融雪量測定

露場内に雪尺3本を立て、1日2回(09時, 17時)積雪深( $h$ )を読みとった。同時に積雪表面下2点(0~5 cm, 5~10 cm)で含水率 $W$ (%)とぬれ密度 $\rho$ (g/cm<sup>3</sup>)を測定し、表面融雪量( $\Delta M$ )は次式を用いて求めた。

$$\Delta M = \rho(1 - W/100) \Delta h \quad (1)$$

なお4月18日~25日には、雪面上に糸を張り日中一定時間毎(1~2時間)に雪面低下量を測り、さらには含水率と表面密度を測定して、より詳細な表面融雪量を求めた。

#### 2) 熱収支測定

積雪表面における熱収支を算出するために詳細な微気象観測を行なった。観測項目は乾球

\* 北海道大学低温科学研究所業績 第2778号

および湿球温度(通風式白金抵抗温度計), 風速(超音波風速計: WA-200型), 顕熱伝達量(超音波風速温度計: DAT-100), 日射量と反射量(全天日射計: MS-800), 放射収支量(放射収支計: CN-11), 表面温度(赤外線放射温度計: ER-2007 SA 1), 雪温(白金抵抗温度計)および積雪内伝導熱量(熱流板)である。データはいずれもサンプリング間隔 20 秒でデータ・ロガー(SOLAC MP-080)に収録した。

### 3) 融雪水流出量測定

積雪層からの融雪水流出量は地表面近くの地中に埋設した2台の集水器(ライシメータ: 90 cm×90 cm)で測定した。なお積雪内部(下面から約40 cm)にもライシメータ(80 cm×80 cm)を設置したが, 積雪量が少なくなった4月23日に使用をやめた。

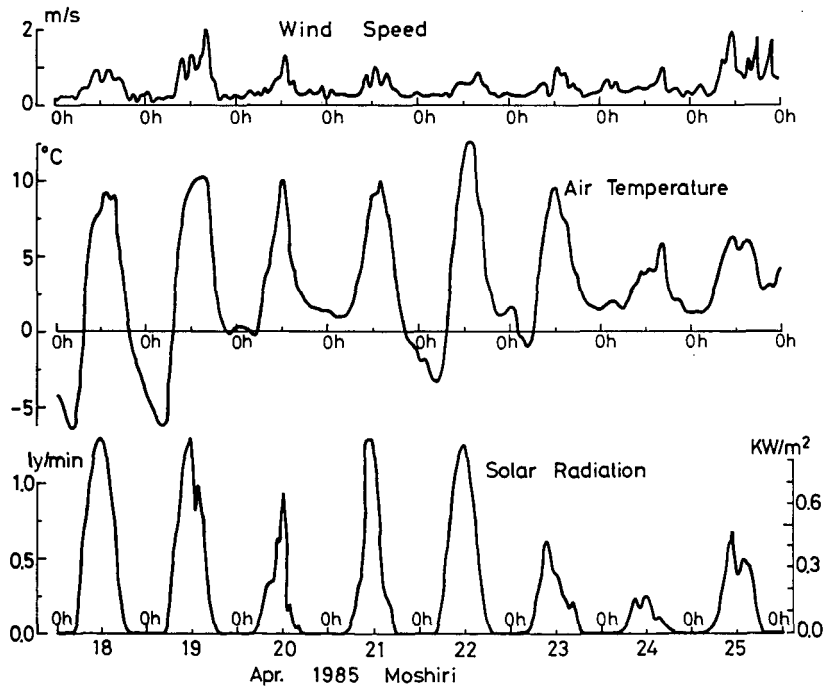
### 4) 融雪水浸透速度測定

融雪水浸透速度は, 積雪表面と内部に色素(エオシンとウォーターブルー)をまいてトレーサーとし, 一定時間毎(30分~1時間)に色素に染った深さを測定して求めた。

## III. 観測結果

### 1) 短時間(1~2時間)融雪予測

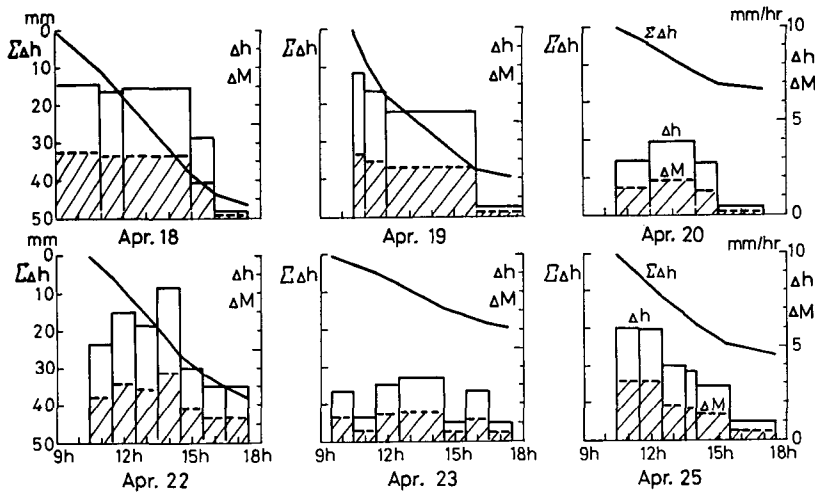
観測期間中(4月18日~4月25日)の風速(m/s), 気温(°C), 日射量(ly/min)の30分平均値を第1図に示した。4月20日, 24日は雨, 18日, 19日, 21日, 22日は晴天日であった。晴天日には日中の気温が10°C近くまで上がるが, 早朝には氷点下まで下がった。風は日中に強く,



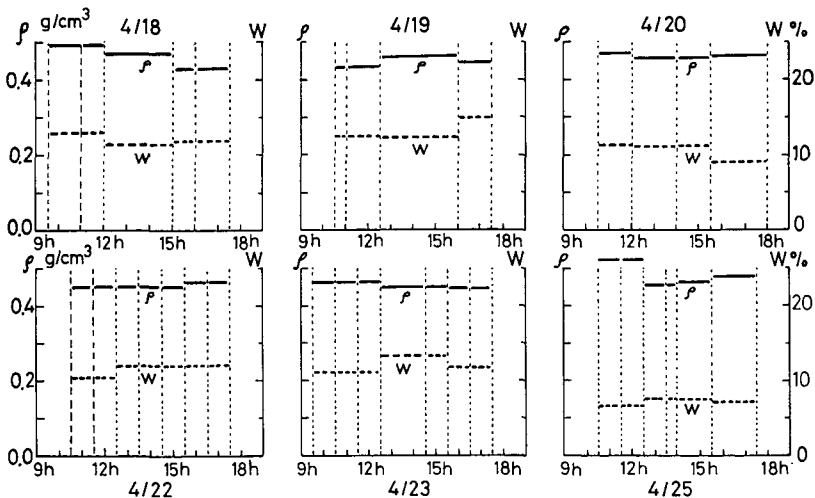
第1図 観測露場における風速(上段), 気温(中段), 日射量(下段)の時間変化。1985年4月18日~25日, 母子里

夜間には弱くなる盆地特有の特徴<sup>9)</sup>を示しているが、期間中の風速は弱く平均 1 m/s 以下であった。晴天日の日射は、最大 1.25 ly/min (875 W/m<sup>2</sup>) 以上あるが、曇天日は 0.25 ly/min (175 W/m<sup>2</sup>) 以下であった。

まず特に詳細な表面融雪量を観測した期間について熱収支から融雪量を見積ることとする。第 2 図は一定時間毎の雪面低下量 ( $\Delta h$ ) と 1 日あたりの積算雪面低下量 ( $\Sigma \Delta h$ ) を示したものである。低下量は実線 (時間軸に平行), 目盛は右軸 (mm/hr) で表わされ, 積算量は実線 (折線), 目盛は左軸 (mm: 下向きに増加) に示されている。この期間中の表面層 (0~5 cm) の含水率と密度の測定値を第 3 図に示したが、融雪最盛期の日中において密度は 0.45~0.49 g/



第 2 図 1 時間平均値 (右軸) で示した雪面低下量 ( $\Delta h$ : mm/hr) と表面融雪量 ( $\Delta M$ : mm-水当量/hr), 及び積算値 (mm: 左軸) で示した日雪面低下量 ( $\Sigma \Delta h$ : 実折線)。1985 年 4 月 18 日~4 月 25 日, 母子里



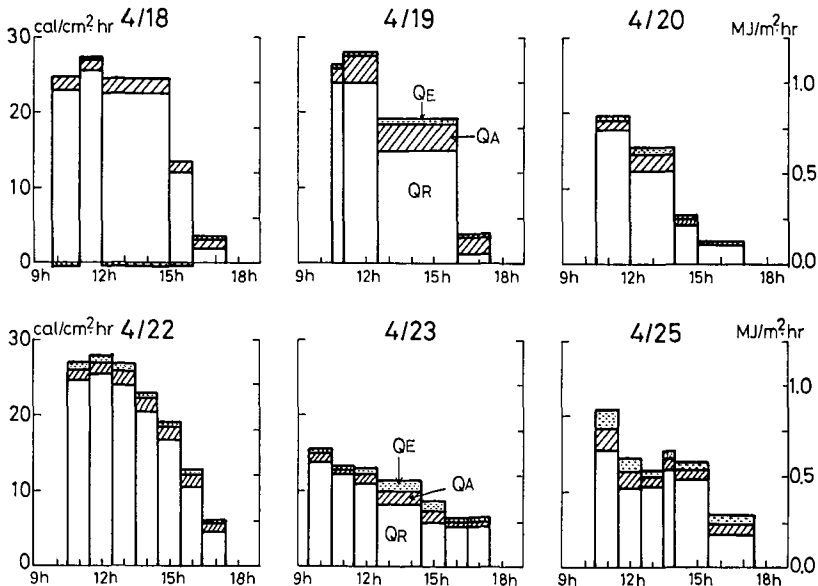
第 3 図 表面層 (0~5 cm) における積雪のぬれ密度 ( $\rho$ : 実線, 左軸 g/cm<sup>3</sup>) と含水率 ( $W$ : 破線, 右軸 %) の時間変化図。1985 年 4 月 18 日~25 日, 母子里

$\text{cm}^3$  とあまり変化がない。一方、含水率は天候に左右され 6~15% の値をとっている。上記の値を (1) 式に代入して求めた表面融雪量 ( $M$ ) も第 2 図に破線で示した。なお融雪量の単位 ( $\text{mm/hr}$ ) は水当量である。晴天日の雪面低下量は最大 7~8  $\text{mm/hr}$  (融雪量は 3~4  $\text{mm/hr}$ )、日総量は 40~50  $\text{mm}$  となるが、曇天日には最大 3~4  $\text{mm/hr}$  (融雪量は 1.5~2  $\text{mm/hr}$ )、日総量は 20  $\text{mm}$  であった。同期間の雪面熱収支各成分の時間変化を第 4 図に示した。なおそれぞれの算出方法はこれまでに詳しく述べられている<sup>10,11)</sup> のでここでは省略する。母子里の融雪最盛期における熱収支の特徴はこれまでの報告<sup>3,10)</sup> と同様に、融雪のほとんどは放射 ( $Q_R$ )、次いで顕熱 ( $Q_A$ ) であり、水蒸気の凝結 ( $Q_E$ ) による融雪は極めて少ない。なお 4 月 18 日にはわずかであるが蒸発が生じている。

融雪最盛期の日中においては、積雪内の伝導熱や雨からの伝達熱は無視することができ<sup>11)</sup>、融雪熱量 ( $H$ ) は

$$H = Q_R + Q_A + Q_E \quad (2)$$

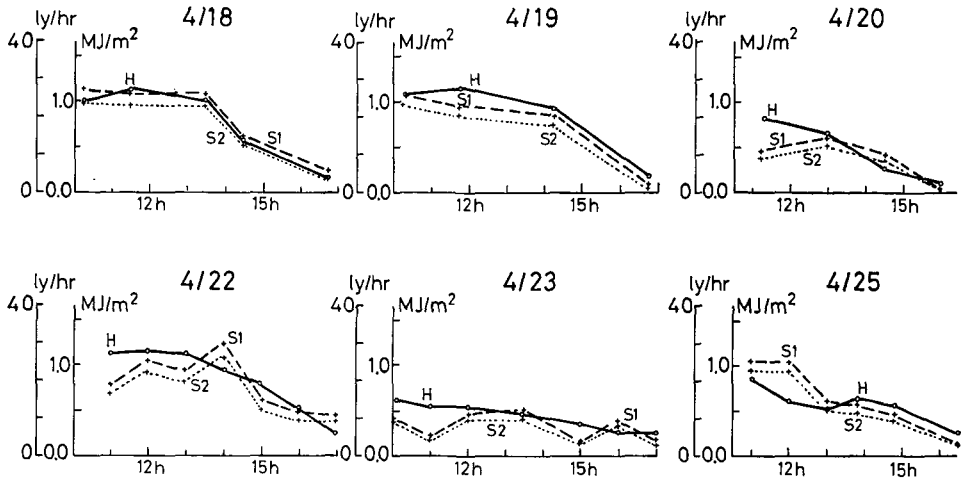
で表わすことができる。雪面低下量から求めた融雪熱量 ( $S$ ) と (2) 式から求めた融雪熱量の計算値 ( $H$ ) の時間変化を第 5 図に示した。なお図中の  $S_1$  は含水率を考慮しない場合、 $S_2$  は考慮した場合である。計算は実測値をよく表わしており、特に午後は良く合っている。一方、午前中は両者に若干の相違がみられ計算値が大きくなった。これは (2) 式で融雪量を見積る時に省略した熱収支成分の影響であろう。なお本来雪面低下量から融雪量を求める時には含水率を考慮した密度 (すなわち乾き密度) を使用すべきであるが、計算値は含水率を考慮しないぬれ密



第 4 図 熱収支各成分の時間変化

白抜部分 ( $Q_R$ ): 放射収支量  
 斜線部分 ( $Q_A$ ): 顕熱伝達量  
 ドット部分 ( $Q_E$ ): 凝結 (蒸発) 潜熱量

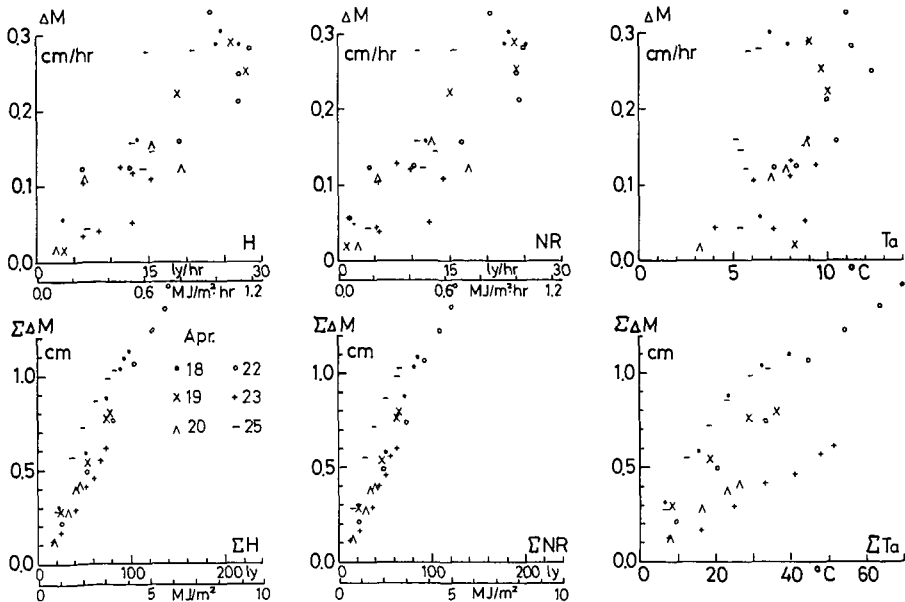
度を使用した値に近い。融雪量は(1)式で得られたが、積雪表面下で内部融解が生じているとその影響は雪面低下量( $\Delta h$ )に反映しないことがある。さらには表面密度と含水率は0~5 cmの積雪層の値を採用したが、表面層の厚さをどこにとるか一考を用する問題である。



1985, 4.18 - 4.25, Moshiri

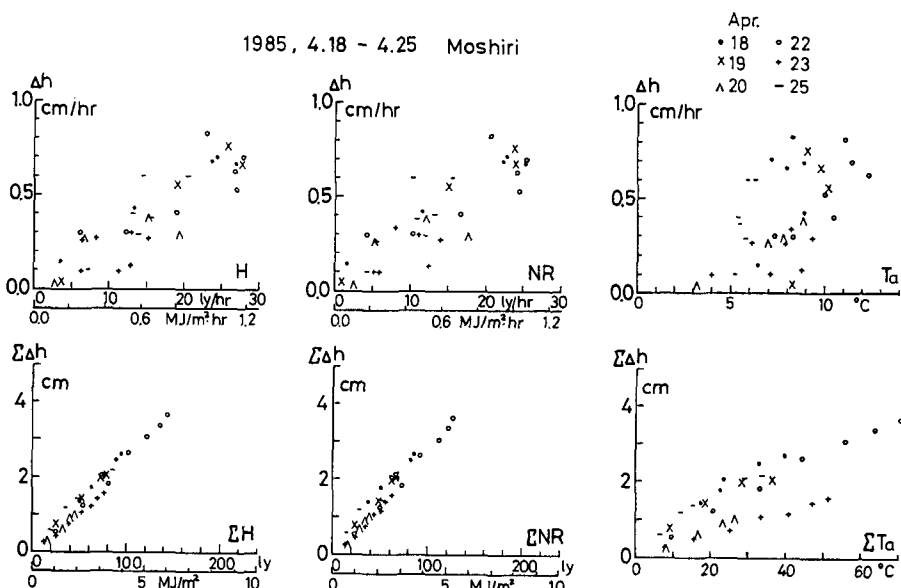
第5図 計算と実測による表面融雪量

H: 熱収支による融雪熱量  
 S: 雪面低下法による融雪熱量  
 (S1はぬれ密度, S2は乾き密度)

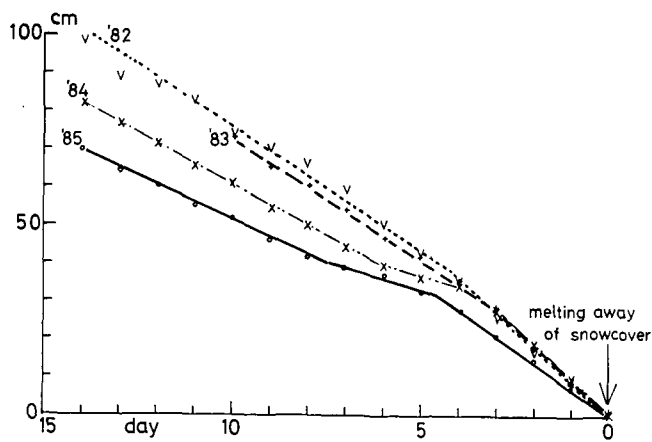


第6図 短時間融雪量( $\Delta M$ )と熱収支量( $H$ ), 放射収支量( $NR$ ), 気温( $T_a$ )の関係  
 上段: 1時間値 下段: 1日積算値

熱収支法により短時間の融雪量を精度良く算出することの妥当性を示したが、熱収支の観測は手間がかかり複雑である。そこで次に単純な気象要素（気温、放射収支量）を用いて短時間融雪量を予測する。第6図は融雪量( $\Delta M$ )に対する熱収支総量( $H$ )、放射収支量( $NR$ )、気温( $T_a$ )の関係を示したもので、上段は1時間値、下段は積算値を観測日毎に分けて表わしてある。気温と融雪量の間をみると、1時間値（上段）でははっきりした傾向が得られないが、積算値では直線関係がみられる。しかし観測日によってその勾配（ディグリー・アワー・ファクター<sup>7)</sup>）が変わっている。放射収支量や熱収支総量を用いると時間値においても直線関係がみられ、特に積算値には観測日にあまり依存しない関係が得られた。融雪量に比べて雪面低下量( $\Delta h$ )の測



第7図 短時間雪面低下量( $\Delta h$ )と熱収支量( $H$ )、放射収支量( $NR$ )、気温( $T_a$ )の関係  
 上段：1時間値    下段：1日積算値



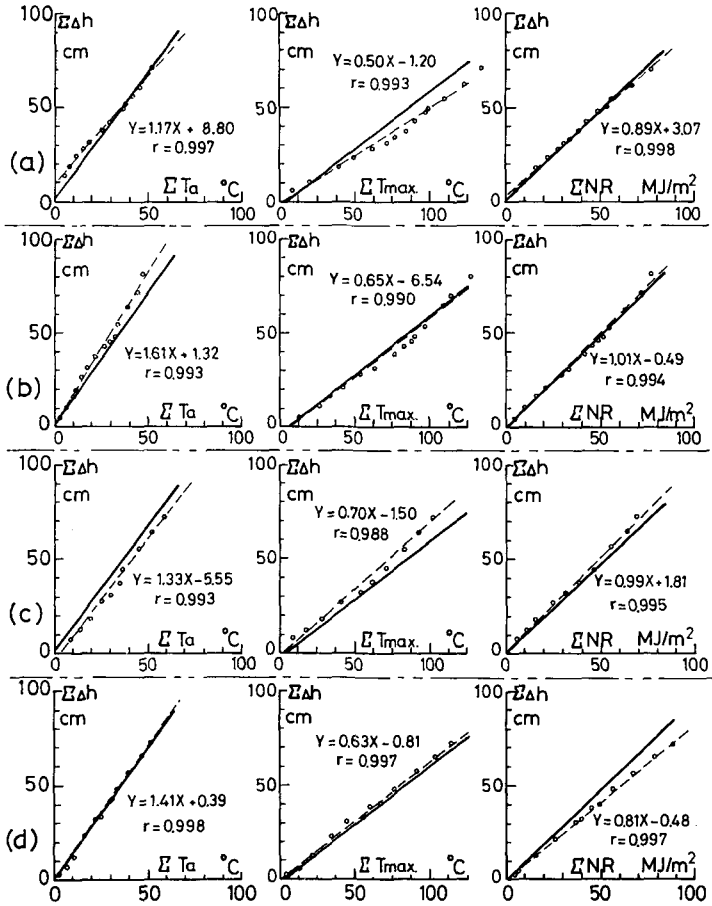
第8図 融雪最盛期における積雪深減少図  
 1982年～1985年、母子里。消雪日を時間の原点とした

定は多い。そこで次に雪面低下量と各要素の関係を示した(第7図)が、前図で述べた傾向が表われている。すなわち時間値を使用するより積算値を用いた方がよりはっきりと直線関係が表われており、しかも放射収支量や熱収支は観測日によらずに雪面低下量を反映している。

2) 長時間 (1~2週間) 融雪量の予測

第8図は母子里の融雪期 (1982年~1985年4年分) における積雪深の減少を示したものであり、時間の原点はそれぞれの消雪日に合わせてある。いずれの年もほぼ直線的に融雪が進み、特に消雪日から3~4日間の融雪末期には毎年同じ融け方をしていることがわかる。そこで日雪面低下量と気象要素の関係を積算値を用いて表わした(第9図)。

ここでは日平均気温 ( $T_a$ ), 日最高気温 ( $T_{max}$ ), 放射収支日総量 ( $NR$ ) を消雪日以前10~14日前から積算した。なお各図中の太い実線は4年分の平均値を表わしている。いずれの気象要素を用いても、短時間融雪量の場合よりも良い相関を得る(相関係数  $r=0.990$  以上)。特に積算放



1982 - 1985, Moshiri

第9図 母子里の融雪最盛期における日雪面低下量と気象要素の関係

$T_a$ : 日平均気温  $T_{max}$ : 日最高気温  $NR$ : 放射収支日総量

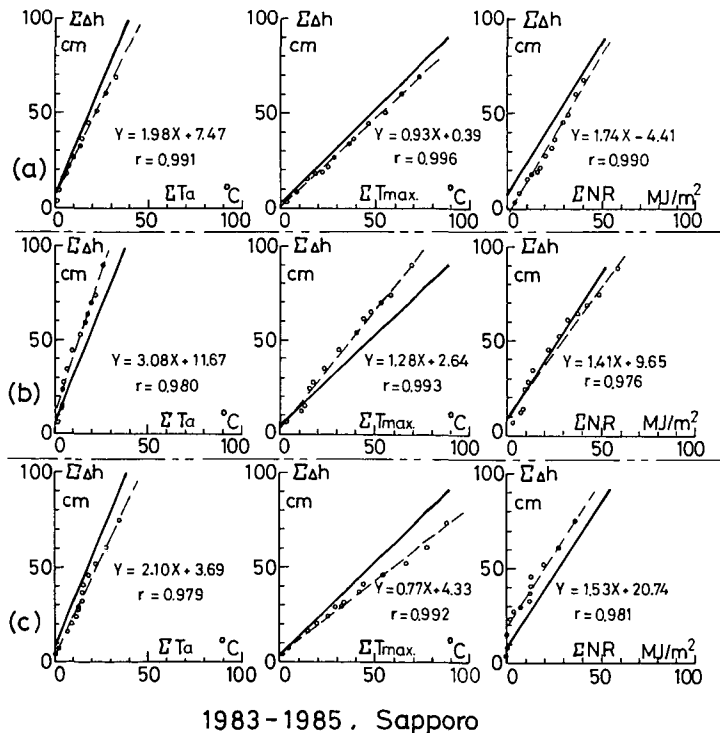
(a) 1985年 (b) 1984年 (c) 1983年 (d) 1982年

射収支量を用いて雪面低下量を表わす場合、年度によらず普遍的な直線関係を示し、次いで日平均気温、日最高気温であった。日平均気温を用いた時の勾配はいわゆるディグリー・デー・ファクターであるが、雪面低下量 ( $\Delta h$ ) を用いた今回の測定では平均 1.38 であった。表面融雪量 ( $\Delta M$ ) に換算すると ( $\rho=0.47 \text{ g/cm}^3$ ,  $W=11\%$ ) 係数は  $0.58 \text{ (cm}^\circ\text{C}\cdot\text{d)}$  となり、これまでに母子里で得られた値<sup>7)</sup>、 $-3^\circ\text{C}$  以上の気温を用いた場合の  $0.37\sim 0.47 \text{ (cm}^\circ\text{C}\cdot\text{d)}$  より大きく、 $0^\circ\text{C}$  以上の気温を用いた場合の  $1.0 \text{ (cm}^\circ\text{C}\cdot\text{d)}$  より小さな値が得られた。比較のために第 10 図には札幌における 3 年分 (1983 年~1985 年) について母子里と同じ様式で示した。気象要素と雪面低下量の相関は母子里に比べるとやや落ちるが、いずれも高い値 ( $r=0.975$  以上) を示している。しかし経験式の定数は年によって変わり一義的には決まらなかった。

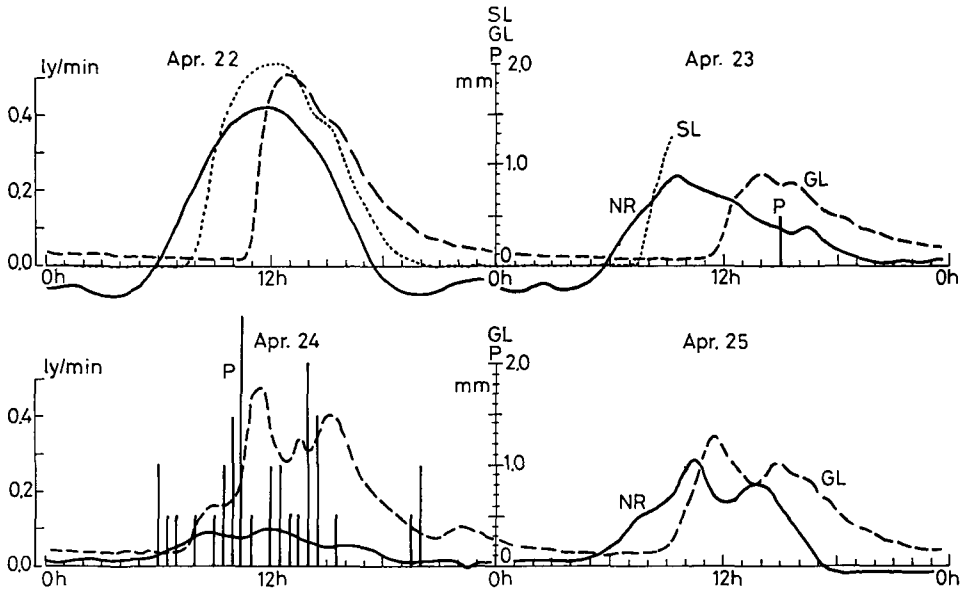
3) 流出量と表面融雪量の比較

これまでは表面融雪量を雪面低下量から求めてきた。一方、融雪量(積雪水量の変化)を直接かつ連続的に測定する技術はいまだ確立されていない。そこで連続的な融雪量の実測値として、積雪層から地面への融雪水流出量を用いることにする。

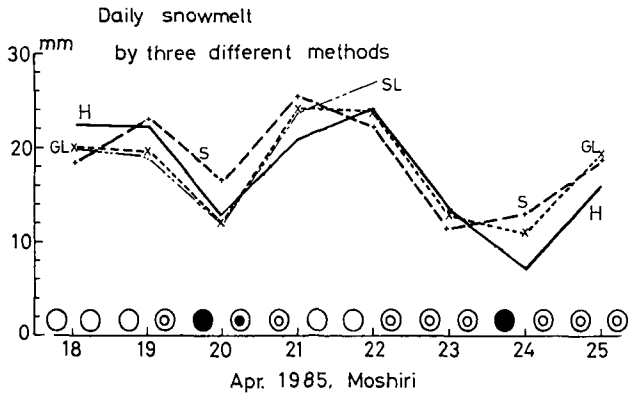
第 11 図は 4 月 22 日~25 日の放射収支量 ( $NR$ ) とライシメータによる流出量 ( $SL$  と  $GL$ ) の 30 分間値を示したものである。ここで  $SL$  は積雪中、 $GL$  は地中のライシメータの値であり、 $P$  は 30 分降水量を示す。22 日は晴天日、他は曇天日であり 23 日には  $0.5 \text{ mm}$ 、24 日は  $18 \text{ mm}$  の総降水量があった。なお雪中ライシメータは積雪量が少なくなった 4 月 23 日に撤去して測定を



第 10 図 札幌の融雪最盛期における日雪面低下量と気象要素の関係  
 $T_a$ : 日平均気温  $T_{max}$ : 日最高気温  $NR$ : 放射収支日総量  
 (a) 1985 年 (b) 1984 年 (c) 1983 年



第11図 母子里における放射収支量 (NR), 流出量 (SL, GL) 及び降水量 (P) の30分間値, 1985年4月22日~25日  
 SL: 積雪内ライシメータの値 GL: 地中ライシメータの値



第12図 3種類の方法で求めた日融雪量 (mm)  
 — H: 熱収支法 (06時~18時)  
 +----+ S: 雪尺法 (09時~09時)  
 ×.....× GL: 流出法 (地中ライシメータ: 09時~09時)  
 -.-.- SL: " (雪中ライシメータ: 22日まで)

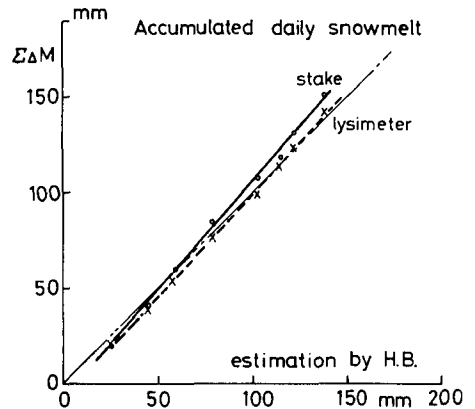
止めた。4月24日の流出量は融雪量に比べて大きな値をとるが、その大部分は降雨によるものである。放射収支量の時間変化に対して流出量には時間の遅れがみられる。立ち上りの遅れは、雪中ライシメータでは1.5~2時間であるが、地中ライシメータでは、さらに遅くなって4~5時間であった。一方、最大ピーク時の遅れを比較すると雪中ライシメータでは1~1.5時間、地中ライシメータでは1.5~2.5時間であった。小島と本山<sup>12)</sup>は融雪速度と融雪水浸透量の時間変化を比較することにより、浸透速度は積雪量および融雪強度に依存していることを明らかに

した。このため短時間の融雪量としてライシメータによる流出量を用いる時には積雪層内の遅れ時間を考慮しなければならない。

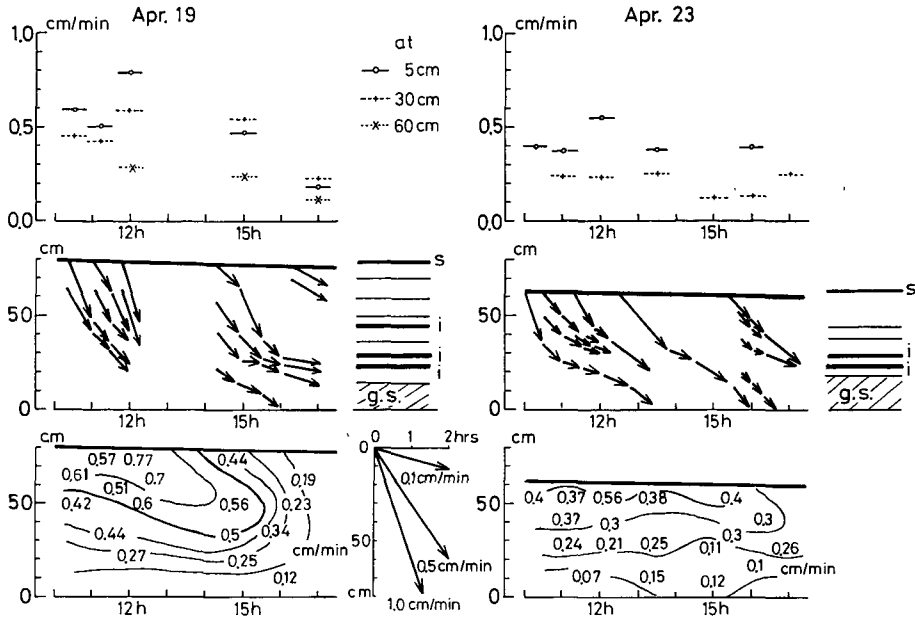
第12図は4月18日～25日の日融雪量(mm)を3通りの方法で求めて比較したものである。ここで流出量と雪尺は当日09時から翌日09時までの24時間、熱収支は当日06時から18時までの12時間の総量をとった。なおライシメータ流出量からは降雨量を除いてある。天気が悪い時は融雪量にバラつきがみられるが、その他は良い一致を示した。第13図は3通りの方法で求めた融雪量を観測期間中(4月18日～25日)にわたって積算したものである。これらの結果から、融雪最盛期においては、ライシメータによる流出量を24時間程度にとれば充分表面融雪量とみなすことができ、さらには積算値をとることにより、熱収支法により算定される融雪量との相関が高くなる事が分った。

#### 4) 表面融雪水の浸透速度

積雪表面層で生じた融雪水がライシメータに達するまでの時間があるため、短時間融雪量を流量から算定する時は注意を要することは先に述べた。これまでも融雪水の移動について多くの報告がある。流下速度を測定するために、若浜<sup>13)</sup>は積雪層内の含水量分布の時間変化を測定し、藤野<sup>14)</sup>は電解液をマーカーとしてまいて積雪の電気抵抗の変化を測定し、さらに小林<sup>15)</sup>は室内実験において積雪資料の上部に水を注ぎ下部からの流出量および資料内部の含水量変化を測定した。一方、吉田<sup>16)</sup>やColbeck<sup>17)</sup>は理論的解釈を試み、Wankiewicz<sup>18)</sup>は融雪水浸透について詳しくレビューを行なった。しかしいずれの結果からも流下速度は一義的にきまるものでなく積雪の密度、含水率および融雪速度に依存し、さらには積雪層構造に大きく左右されることを述べている。われわれは若浜<sup>19)</sup>が報告している色素(エオシンとウォーターブルー)をマーカーとして流下速度を測定した。積雪表面および表面からある深さまでの雪を取り除いて整形し、新しい表面に色素を線状にまいた。その後、一定時間毎(30分～1時間)に新しい積雪断面を作って色素に染った長さを測定して流下速度とした。氷板は融雪水には浸透しにくい面となっている。部分的には浸透速度の大きな水みちが存在したが、融雪最盛期のザラメ化した積雪層は比較的一様に色素に染まり、平均的な流下速度を測定することができた。なお2種類の色素を用いた結果に有意な差はなかった。第14図は4月19日(晴天日)と23日(曇天日)の融雪水流下速度の時間変化を示したものである。上段はある深さ(表面から5cm, 30cm, 60cm)における流下速度の時間変化、中段は流下距離、下段は流下速度のイソプレットである。さらに中段には観測日の積雪断面を示した。sは表面、iは顕著な氷板、g.s.はザラメ層を表わす。なお下段中央の矢印はその傾きが流下速度を意味する。晴天日(19日)の測定では、積雪上面に近い程流下速度は大きく(0.8 cm/min)、下部になる程小さく(0.1 cm/min)になっており、



第13図 熱収支法で算定した積算融雪量(横軸)と流出及び雪尺で求めた積算融雪量(縦軸)の比較



第14図 表面融雪水浸透速度(母子里)

上段： 積雪表面下5 cm, 30 cm, 60 cm における浸透速度の時間変化  
 中段： 融雪水浸透距離と積雪の層構造 (i: 水板, g.s.: ザラメ層)  
 下段： 積雪内浸透速度分布 (イソプレット)

さらに日中大, 夕方小になる顕著な日変化がみられる。曇天日 (23日) には浸透速度は小さく, 日変化も小さい。今回の測定では 0.25~0.45 cm/min の最多流下速度を得たが, これは 60~80 cm の積雪層内を約 3~4 時間かかって融雪水が浸透していくことを意味する。今後, 融雪水の浸透機構 (融雪速度や含水率依存性, 層構造依存性) を明らかにすることにより表面融雪量と流出量の短時間変化量を直接比較できると思われる。なお流域全体の融雪量と河川流出を比べる時は, さらに複雑な要因が加わる。

#### IV. ま と め

熱収支法や簡便な気象要素 (放射収支量, 気温) を用いて表面融雪量の予測を行なうために, 融雪最盛期の母子里において表面融雪量の実測値を気象要素および積雪下面からの流出量と比較して相関を求めた。その結果,

- 1) 短時間融雪量は熱収支量または放射収支量の積算値を用いることにより精度良く算定できた。しかし気温を用いた場合両者に直線関係はあるが, 観測日によってその係数 (ディグリー・アワー・ファクター) が異なった。
- 2) 融雪最盛期~末期の約 2 週間にわたる長時間融雪量と日平均気温, 日最高気温, 日放射収支量との相関を 4 年分について行なった。3 要素とも積算値を用いることにより積算融雪量を再現でき, 特に放射収支量を用いた場合, 年度によらず普遍的な関係が得られた。
- 3) 積雪下面からの流出量は, 表面融雪量の変化と比べて時間の遅れがあり, 今回の測定

では3~4時間であった。このため融雪量と流出量について短時間変化を比較する時には注意を要する。しかし融雪最盛期においては、約24時間総量をとれば表面融雪量の実測値や熱収支法による融雪量計算値と良い一致をみた。

観測にあたり北大雨竜地方演習林母子里作業所から種々の便宜を計って頂いた。北大低温研藤野和夫助教には融雪水浸透速度測定について助言を受けた。ここに併記して感謝の意を表わす。なおこの研究費の一部は文部省科学研究費補助金(自然災害特別研究(1), 寒冷地域における融雪および融雪流出の予測に関する雪氷学的研究, 代表者 小林大二)から支出された。

## 文 献

- 1) 山口 甲・長谷川茂 1970 融雪流出の予知に関する研究. 北海道開発局土木試験所報告, **64**, 1-174.
- 2) 東 晃・樋口敬二 1952 調査コースによる忠別川流域の積雪水量調査. 北大地球物理学研究報告, **2**, 1-13.
- 3) 小島賢治・小林大二・油川英明・成瀬廉二・石本敬志・石川信敬・高橋修平 1971 母子里の小流域における融雪, 流出および熱収支の研究 II. 低温科学, 物理篇, **29**, 159-176.
- 4) Price, A. J., Dunne, T. and Colbeck, S. C. 1976 Energy balance and runoff from a subarctic snowpack. *CRREL Rept.*, **27**, 1-29.
- 5) 石井幸男 1959 融雪の研究. 積雪基礎調査, 北海道電力株式会社, 札幌管区气象台, 84 pp.
- 6) Granger, R. J. and Male, D. H. 1978 Melting of a Prairie Snowpack. *J. Appl. Meteor.* **17**, 1833-1842.
- 7) 小島賢治・本山秀明・山田芳則 1983 気温等単純な気象要素による融雪予測について. 低温科学, 物理篇, **42**, 101-110.
- 8) 小林大二 1981 融雪流出の遅れ I. 低温科学, 物理篇, **40**, 61-66.
- 9) 石川信敬・小島賢治 1979 母子里における盆地風について. 低温科学, 物理篇, **38**, 113-119.
- 10) 小島賢治・油川英明・石川信敬・小林大二・久保田裕士・深見浩司・内藤明男 1979 低温多雪地帯(雨竜川流域)の消雪遅延機構. 低温科学, 物理篇, **38**, 93-111.
- 11) 小島賢治 1979 融雪機構と熱収支. 気象研究ノート, **136**, 1-38.
- 12) 小島賢治・本山秀明 1984 積雪中の融雪水浸透量ピークの時間遅れ. 低温科学, 物理篇, **43**, 181-184.
- 13) 若浜五郎・中村 勉・遠藤八十一 1968 積雪内における融雪水の移動 II. 低温科学, 物理篇, **26**, 53-76.
- 14) 藤野和夫 1968 積雪内部での融雪水の流下速度の測定 (I). 低温科学, 物理篇, **26**, 87-100.
- 15) 小林大二 1973 積雪中の融雪水の皮膜流下速度. 低温科学, 物理篇, **31**, 135-142.
- 16) 吉田順五 1965 融雪水の積雪内浸透. 低温科学, 物理篇, **23**, 1-16.
- 17) Colbeck, S. C. 1972 A theory of water percolation in snow. *J. Glaciol.*, **11**, 369-385.
- 18) Wankiewicz, A. 1979 A review of water movement in snow. Proc. Modeling of Snow Cover Runoff. S. C. Colbeck and M. Ray, eds. U. S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire, 26-28, Sept., 1978, 222-252.
- 19) 若浜五郎 1963 積雪内における融雪水の移動 I. 低温科学, 物理篇, **21**, 45-74.

## Summary

Net radiation at the snow surface plays the substantial role for the melting process of snow, while the sensible and the latent heat exchange and smaller in magnitude than the net radiation, except under fairly wet and warm conditions. However, for the sake of simplicity, empirical formulas based only on air temperature have been proposed for a technique estimating the amount of snowmelt, but appropriate coefficients have not yet been established for the

formulas.

In this paper we estimated the hourly and the daily snowmelt using the heat balance method and simple data of meteorological elements (air temperature or net radiation) at a small experimental site (area of 400 m<sup>2</sup>). The results obtained were compared with the actual snowmelt and runoff from lysimeters.

Field observations were conducted at Moshiri basin in the northern part of Hokkaido, Japan, during the snow-melting season in 1985. Actual amounts of surface snowmelt were obtained by observing snow stakes and snow pits. Amount of runoff from the snow cover were measured using two shallow lysimeters, one buried in the ground and the other in the snow. The rate of downward movement of meltwater through the snow cover was observed using dyestuff (eosine powder). Micro-meteorological observations were carried out at the site in order to obtain the heat balance at the melting surface. The results are as follows:

- 1) Calculated amount of snowmelt by the heat balance or a simple formula using only the net radiation showed a good agreement with the actual amount of snowmelt. The relationship between the predicted and the observed amount of accumulated snowmelt was represented by linear regression curves with high-correlation coefficients (over 0.990).
- 2) Short-time variations in snowmelt could not be explained by the simple formula using only air temperature. However, for a longer period (10~14 days), the accumulated daily snowmelt has a good correlation with the air temperature.
- 3) Hourly snow-melting rates calculated by the heat balance and bulk meteorological elements were compared with snowmelt runoff obtained by the lysimeter. The lag time ranged from 3 to 4 hours, and it depended on the intensity of snowmelt and the depth of the snow cover. On the other hand, for a longer period a good relationship was found between the calculated daily snowmelt and the observed runoff, especially for the accumulated amounts.